

## 北部北上山地東部の地質構造：とくに地質構造帯 区分に関する諸問題について

|     |   |
|-----|---|
| 著者  | 山口 靖  |
| 雑誌名 | 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告  |
| 巻   | 83  |
| ページ | 1-"19-9"  |
| 発行年 | 1981-03-28  |
| URL | <a href="http://hdl.handle.net/10097/33201">http://hdl.handle.net/10097/33201</a> |

## 北部北上山地東部の地質構造

### —とくに地質構造帯区分に関する諸問題について—

山 口 靖\*

#### 目 次

|                   |   |                     |    |
|-------------------|---|---------------------|----|
| 第 I 章 まえがき        | 1 | B. 浅内層以外の地層の砂岩      | 9  |
| 第 II 章 地質概説       | 2 | 第 V 章 地質構造          | 9  |
| 第 III 章 層序        | 4 | V-1. 褶曲             | 9  |
| III-1. 先宮古統堆積岩類   | 4 | V-2. 断層             | 9  |
| A. 浅内層            | 4 | A. 縦走断層             | 9  |
| B. 松橋層            | 4 | B. NE-SW 方向の断層系     | 10 |
| C. 間木平層           | 5 | C. 小本川断層            | 10 |
| D. 安家層            | 5 | D. 刈屋川断層            | 11 |
| E. 高屋敷層           | 5 | V-3. 斑岩中の節理系        | 12 |
| III-2. 貫入岩類       | 6 | 第 VI 章 対比・年代論       | 12 |
| A. 花崗岩類           | 6 | VI-1. 層序の確立と対比      | 12 |
| B. 斑岩類            | 6 | VI-2. 年代論           | 13 |
| C. 玢岩類            | 6 | 第 VII 章 地質構造帯区分の再検討 | 14 |
| III-3. 上部白亜系・古第三系 | 6 | 第 VIII 章 結論         | 15 |
| 第 IV 章 砂岩粒子の鉱物組成  | 8 | 引用文献                | 16 |
| A. 浅内層の砂岩         | 8 |                     |    |

#### 第 I 章 まえがき

北上山地の中・古生界の地質構造区分については、湊 (1950) 以来いくつかの試みがなされてきた。吉田 (1966, 1975), 島津ら (1970), 杉本 (1972, 1974) は、北上山地を南部北上帯・早池峯構造帯・北部北上帯・岩泉帯・田老帯の 5 つの構造帯に区分した。そして、北部北上帯は石炭系～ペルム系、岩泉帯は三疊系～ジュラ系 (下部白亜系?), 田老帯は上部

ジュラ系～下部白亜系の各々別個の地向斜堆積物よりなり、地向斜は時代とともに西から東へ移動したと推論した。

山口ら (1979) は、“田老帯”と“岩泉帯”にまたがる地域を調査し、この両帯の境界とされていた“田老構造線”が構造帯の境界をなすような断層ではないという結論に達し、この断層を田老断層と呼ぶことを提唱した。また、植杉 (1979), 豊原ら (1980), 木村 (1979, 1980) は、北部北上山地にペルム系～三疊系が広く分布することをコノドント化石に基づいて指摘し、北部北上山地全体がひとつの地向斜区域であったと結論した。

\* 地質調査所地殻熱部

筆者は、こうした構造帯区分の妥当性について野外での観察をもとに検討してきた。本論では、いわゆる“北部北上帯”と“岩泉帯”とにまたがる地域の地質構造について述べ、さらに山口ら（1979）の成果をも合わせて北部北上山地の地質構造帯区分を再検討した。

本研究は筆者が東北大学大学院理学研究科在学中に行なったものであり、東北大学理学部地質学古生物学教室北村 信教授には終始御指導をいただいた。同教室森 啓助教授、東北大学教養部地学科永広昌之博士、弘前大学理学部地球科学科箕浦幸治博士には、貴重な御意見・御助言をいただいた。東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室植田良夫教授には放射年代測定の便宜をはかっていただいた。このほか東北大学理学部地質学古生物学教室の各位からは、種々の御協力をいただいた。以上の方々に深く感謝する次第である。

## 第II章 地質概説

本地域の先宮古統堆積岩類は、北部北上山地の中・古生界の特徴である NW-SE 方向の帯状構造をなして分布している。各層は縦走断層によって境され、大局的にみれば西側により下位の地層が分布している。本地域の層序は、下位より砂岩・頁岩を主とする浅内層、チャート・頁岩よりなる松橋層、砂岩よりなる間木平層、石灰岩よりなる安家層、砂岩・頁岩を主とする高屋敷層からなる (Fig. 1: 本文末)。

これらの堆積岩類は、前期白亜紀の花崗岩類・斑岩・玢岩の貫入を受けている。山口ら（1979）の調査地域である東方の海岸部では、先宮古統堆積岩類と花崗岩類とを傾斜不整合に覆って下部白亜系宮古層群が分布するが、本地域にはこれに相当する地層はみられない。宮古層群基底の不整合によって示される造構運動は、大島造山運動 (Kobayashi, 1941)

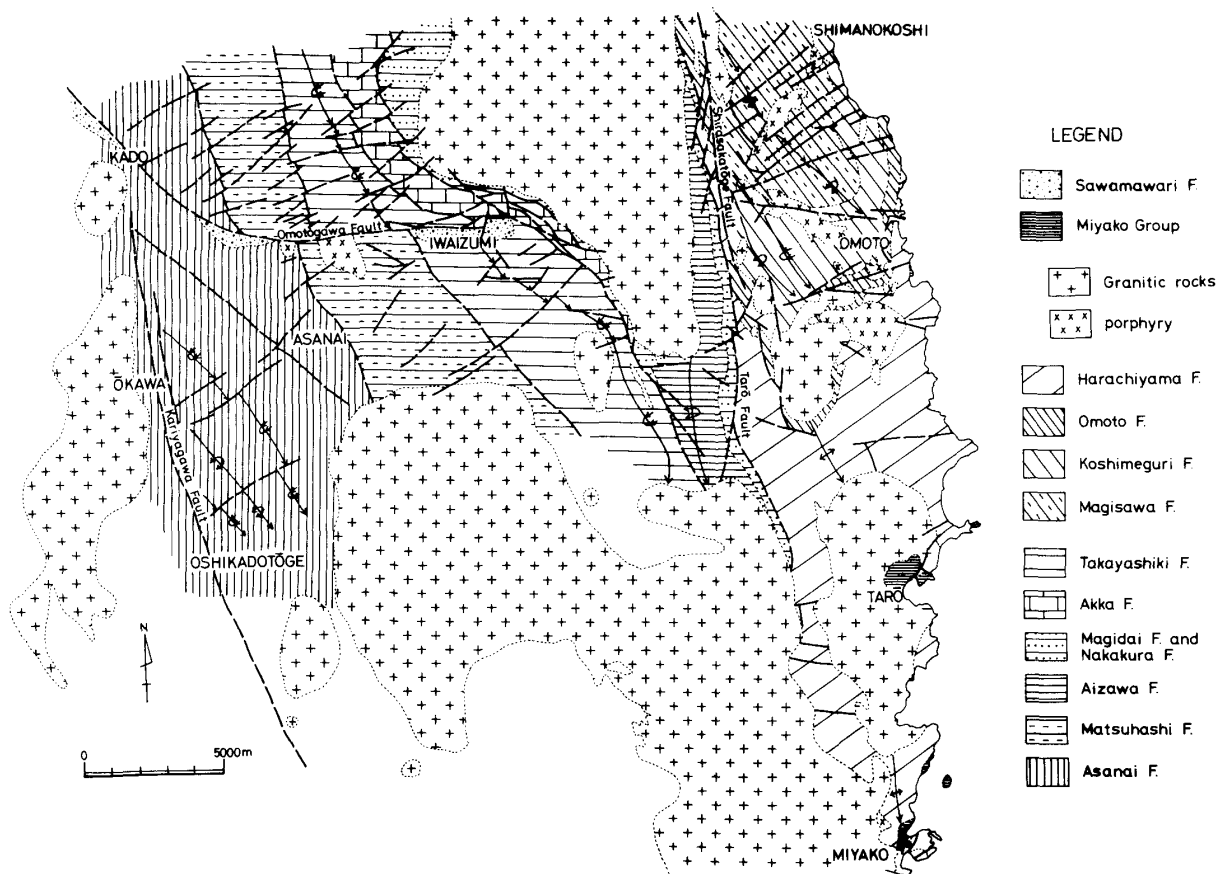


Fig. 2. Geological map of the eastern part of the North Kitakami Mountains.

または宮城造山運動（半沢，1954）と呼ばれ，日本列島の地質構造発達史における最も重要な造構運動のひとつである。

本地域の上部白亜系・古第三系は砂岩・礫岩よりなり，小本川断層の南側に沿って分布している。小本川断層は本地域の北西方から東方に延びている断

層で，その北西方延長は杉本（1972，1974）などによって“葛巻構造線”の一部とみなされてきた。しかし，小本川断層の両側の地域には，浅内層が同一岩相をもって分布することが明らかとなり，いわゆる“葛巻構造線”の意義について再検討する必要が生じた。

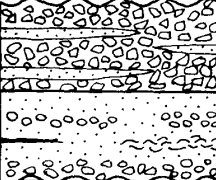
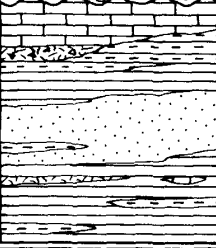
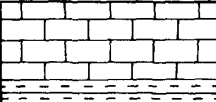

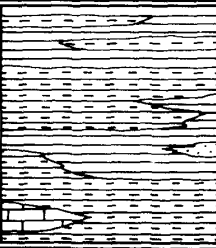
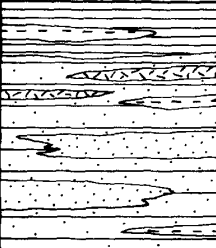
| Age         | Formation                   | Column  | Lithology   | Thick-ness   |
|-------------|-----------------------------|---|---|--------------|
| QUAT.       | Terrace deposits · Alluvium |   |   |              |
| PALEO-GENE  | Sawamawari F.               |    | conglomerate<br>sandstone   | 200m+        |
| LATE CRETA. |                             |   | sandstone<br>conglomerate <i>Ostrea</i> bed   | 170~210m     |
| JURASSIC ?  | Takayashiki F.              |   | limestone<br>bedded chert   | 3100m+       |
|             |                             |   | arkosic sandstone<br>basaltic tuff breccia<br>shale   |              |
|             | Akka F.                     |  | limestone<br>bedded chert   | ?<br>(1000m) |
| TRIASSIC    | Magidai F.                  |  | arkosic sandstone<br>shale  | 400m+        |
|             | Matsuhashi F.               |  | bedded chert<br>shale<br>bedded chert<br>limestone  | 3200m+       |
| PERMIAN     | Asanai F.                   |  | shale<br>green siliceous tuff<br>chert<br>calcareous sandstone<br>alternation of sandstone<br>and shale | 3800m+       |

Fig. 3. Generalized stratigraphic sequence.

### 第Ⅲ章 層序

#### Ⅲ-1. 先宮古統堆積岩類

##### A. 浅内層 (Asanai Formation)

新称. 長谷 (1952MS), 工藤 (1965MS), 小貫 (1969) の坂本層, 鯉沼 (1966MS) の押角峠層おしかどとうげに相当する.

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町浅内～舞ノ子の県道沿い.

〔層厚〕 3800 m+.

〔分布・構造〕 本層は本地域西部に広く分布する. 東限は松橋川断層によって松橋層と接している. 模式地の浅内～舞ノ子においては, 地層は西側上位の西傾斜である. 舞ノ子付近は等斜状向斜構造の軸部にあたっていて, この付近に本層最上部が分布している. さらにその西側では, 平井背斜・宇津野向斜と命名した等斜褶曲構造により, 本層中部が繰り返し露出している. 小本川断層以北の本層は, 一部に東傾斜の部分もあるが, 逆転の証拠もなく, 西方上位の同斜構造をなすと解釈される.

〔岩相〕 全般に砂岩・頁岩が卓越する地層である. 本層下部は頁岩の卓越した砂岩・頁岩互層よりなり, 層状チャート薄層を挟有する. 中部は下部よりも砂岩が優勢で, 連続性のよい灰緑色の塊状中～細粒砂岩層を挟む. この砂岩は, 場所によっては著しく石灰質である. 砂岩の鉱物組成については第Ⅳ章で述べる. 本層上部は中部よりも頁岩優勢となり, 層状チャート・緑色珪質凝灰岩を頻繁に挟んでいる. この凝灰岩は本層に特有で, 石英・緑泥石・緑簾石などを含む. 本層の頁岩は淘汰不良で, 砂粒や厚さ1 cm以下の砂岩レンズを含むことが多い.

〔層位関係〕 鯉沼 (1966MS), 小貫 (1969) は, 本層に相当する押角峠層おしかどとうげは粘板岩主体の墓目層ひきめの上位に整合に重なりとみているが, 本地域には墓目層は分布しない. 上位の松橋層とは断層関係にある.

〔化石〕 長谷 (1952MS), 田村ら (1952), 工藤 (1965MS), 小貫 (1969) は, 岩泉町石畑いしはたのいわゆる“石畑礫岩”中の礫状石灰岩からペルム紀を指示するフズリナ化石を報告し, 石灰岩は堆積時の同時礫であるとみなした. 鯉沼 (1966MS), 小貫 (1969) は, 本層に相当する押角峠層おしかどとうげのレンズ状石灰岩よりフズリナ化石を採集し, 本層を *Yabeina zone* 最下部であるとした. また, 植杉 (1979), 豊原ら (1980) は本層分布地域よりペルム系のコノドント化石の産出を報告している.

##### B. 松橋層 (Matsubashi Formation)

長谷 (1952MS) の命名による. 杉本 (1980) の尼額層あまびたいに相当する.

長谷は, 安家地域での大平層・蓬ヶ森層よもぎ・大鳥層・折壁層という区分 (白井, 1952MS) を本地域に適用することが不適当であるとして, チャート・粘板岩の互層よりなる地層に対し松橋層という名称を与えた. その後, 安家地域を再調査した杉本 (1974) は, 長谷の松橋層相当層を下位より関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層に細分した. しかし, 筆者の調査結果では, 岩泉地域においては長谷の松橋層を用いたほうが岩相層序単位としてはより適切であると考えられるので, 松橋層という名称を踏襲することにした.

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町松橋川沿い.

〔層厚〕 3200 m+.

〔分布・構造〕 本層は浅内層分布地域の東側に, 西限を泉沢断層, 東限を松橋川断層により境されて分布している. 工藤 (1965MS) は, 本層分布地域内に背斜構造を認めたが, その根拠は鼠入川沿いの岩泉町森山付近で東傾斜するということである. しかし, この東傾斜は, 工藤も指摘しているように宮古花崗岩質岩体の進入のために局所的に地層が乱されたものであろう. 筆者は, 他に背斜構造が存在するという証拠は得ていない. また, 本層は北方地域の関層から大坂本層 (杉本, 1974) までの地層に相当するが, 本層の延長部ではこれらの地層は西側が上位の同斜構造をなしている.

〔岩相〕 本層は, 主としてチャート・頁岩よりなる. 尼額付近と松橋川沿いに分布する本層最下部は, 厚い層状チャートよりなり, 尼額付近では灰白色結晶質石灰岩を挟有している. この部分は岩相的に杉本 (1974) の関層に相当する可能性がある. その上位の砂岩・頁岩互層部は, 杉本の合戦場層に相当すると思われる. さらに上位の本層中～上部は, 層状チャートと頁岩の厚互層よりなる. チャート層の厚さは5～300 mで連続性に富む. 小本川南岸のチャート層中には, 厚さ約10 mの連続性のよい結晶質石灰岩を挟む.

〔層位関係〕 杉本 (1974) は, 本層に相当する関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層を高屋敷層よりも上位層準であるとした. しかし, 第Ⅵ章で述べるような理由により, 松橋層は浅内層よりも上位層準で安家層・高屋敷層よりは下位層準である. 下位の浅内層とは断層関係にある.

〔化石〕 半沢(1954)は岩泉町鼠入の石灰岩から六射珊瑚化石を発見している。杉本(1974)は本層の北方延長の合戦場層から植物化石の破片を採集した。また植杉(1979)、豊原ら(1980)は、本層分布地域よりペルム紀～中期三疊紀を指示するコノドント化石の産出を報告している。

### C. 間木平層 (Magidai Formation)

菅原(1952MS)が山形村間木平付近の砂岩を主とする地層に対して命名した。

〔模式地〕 岩手県九戸郡山形村間木平付近(杉本, 1974)。

〔層厚〕 本地域における層厚は400 m+であるが、杉本(1974)の調査地域では2200 m以上である。

〔分布・構造〕 本地域北西部に分布する。東側は田野畑花崗閃緑岩体の進入をうけ、西限は大月断層により安家層と接している。

〔岩相〕 本層は主として中～粗粒のアルコース砂岩よりなる。一部に頁岩角礫片を含むところ、頁岩・チャート薄層を挟有するところがある。

〔層位関係〕 杉本(1974)の調査地域では、本層は木沢畑層に整合に重なるが、本地域には木沢畑層は分布しない。第VI章で述べる理由により、本層は松橋層よりも上位層準にあるか、または同層準である可能性もある。

〔化石〕 本地域では未発見である。村田・杉本(1971)は、久慈市西方の間木平層中の石灰岩レンズより後期三疊紀を示すコノドント化石を報告している。

### D. 安家層 (Akka Formation)

白井(1952MS)が九戸郡大川目村から下閉伊郡岩泉町付近まで分布する石灰岩層に対して命名した。

〔模式地〕 久慈市山根町滝一川又橋西方の県道沿い(杉本, 1974)。

〔層厚〕 同斜構造とみなした場合、約2000 m。杉本は1000 mとしている。

〔分布・構造〕 本層の分布は、その東限を大月断層、西限を安家断層によって断たれ、岩泉町石峠から宇霊羅山<sup>うれいら</sup>を経て猿沢西方にいたる。岩手県(1978)、杉本(1980)は本地域の安家層中にひとつの等斜状背斜構造が存在するとしているが、筆者はその証拠を得ていない。しかし、下岩泉東方では本層の石灰岩が波長10数m程度の不規則な褶曲をし

ているのが観察されるので、本層が複雑な構造をなしていることは十分考えられる。

〔岩相〕 本層は石灰岩によって特徴づけられる地層である。大月断層に接する部分は層状チャートよりなるが、その西側の大部分は厚い灰白色結晶質石灰岩よりなり、チャート薄層・ノジュール状チャートをしばしば挟有している。

〔層位関係〕 杉本(1974)の調査地域では間木平層の上位に安山岩類よりなる沢山川層が不整合に重なり、さらに安家層が整合に重なるという。本地域には沢山川層は分布しておらず、安家層と間木平層とは断層関係にある。

〔化石〕 植杉(1979)、豊原ら(1980)は本層から後期三疊紀を指示するコノドント化石の産出を報告している。

### E. 高屋敷層 (Takayashiki Formation)

白井(1952MS)が、安家層の西側の主として粘板岩・砂岩よりなる地層に対して命名し、杉本(1974)が再定義した。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町安家、立白東方の県道沿い(杉本, 1974)。

〔層厚〕 3100 m+。

〔分布・構造〕 本層は、小本川断層以北では安家断層と松橋川断層、小本川断層以南では猿沢断層(山口ら, 1979)と松橋川断層に挟まれて分布し、黒森山向斜と命名したひとつの等斜状向斜構造をなしている。

〔岩相〕 本層は全体としては砂岩・頁岩が卓越するが、チャート・石灰岩などを挟有し、層相変化に富んでいる。

本地域における高屋敷層下部は、松橋川の東側に分布しているが、主に頁岩よりなり、チャート薄層を挟んでいる。その上位には砂岩・頁岩互層が重なり、よく連続する玄武岩質凝灰角礫岩・層状チャートを挟有する。さらに上位には優白色の中～粗粒塊状アルコース砂岩が重なる。この砂岩中には、頁岩・チャートの角礫片が含まれることが多い。また、この層準には礫岩層が発達することがあり、頁岩・チャート・石灰岩などの礫を含んでいる。この石灰岩礫は暗灰色泥質で、松橋層・安家層などの石灰岩とは全く見かけが異なり、化石の産出の報告がある(小貫, 1969)。さらに上位の地層は、層状チャート・結晶質石灰岩よりなり、黒森山向斜の軸部を構成して尾根北方および白土<sup>しらんど</sup>付近に分布している。

〔層位関係〕 下位の安家層とは断層関係にある。

〔化石〕 長谷 (1952MS), 工藤 (1965MS), 海野 (1965MS) は, 岩泉町見返橋付近の礫岩中の石灰岩礫からフズリナ・珊瑚類・層孔虫などの化石を採集し, 小貫 (1969) によって公表された。島津ら (1970) は, 岩泉町白土の石灰岩から六射珊瑚類・層孔虫を報告している。また, 植杉 (1979), 豊原ら (1980) は, 本層分布地域内より後期三畳紀を示すコノドント化石の産出を報告している。

### III-2. 貫入岩類

#### A. 花崗岩類

片田・大貫ら (1971) は, 北上山地の白亜紀花崗岩類を Ar・As・B・C・D・E・F・G の 8 帯に带状区分した。片田ら (1974) も同様に, I・II・III・IV・V a・V b・VI a・VI b の 8 帯に区分している。本地域に分布する花崗岩類は, II 帯 (B 帯) に属する田野畑岩体・宮古岩体と, III 帯 (C 帯) に属する堺ノ神岳岩体である。

田野畑岩体・宮古岩体は, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩よりなり, 田野畑岩体は岩相変化がはげしい (石井ら, 1955)。堺ノ神岳岩体は, 片田ら (1974) によれば苦鉄質岩と花崗岩類よりなる複合岩体であるという。

北上山地の花崗岩類は, 河野・植田 (1965), 柴田ら (1977) などによって放射年代が測定されており, 100~128 Ma という値が得られている。この値は, 花崗岩類が最下部白亜系小本層・原地山層堆積後に進入し, 下部白亜系宮古層群に不整合に覆われている事実とよく一致する。

#### B. 斑岩類

本地域中央部の岩泉町松橋・二升石・タチノ沢には斑岩が分布している。最大の二升石岩体は直径約 1.5 km である。石基は完晶質で石英・斜長石・黒雲母・磁鉄鉱よりなり, 斑晶として黒雲母・一部緑泥石化した普通角閃石・累帯構造の顕著な斜長石を含んでいる。

山口ら (1979) で報告したように, 東隣の田老断層以東の地域には花崗閃緑岩質斑岩・石英斑岩が分布するが, 本地域の斑岩はそれらとは肉眼的にも鏡下でも異なった特徴をもっている。杉本 (1980) は, 二升石の斑岩を後期白亜紀以降の新期貫入岩であるとした。北部北上山地における後期白亜紀酸性火山活動については加納 (1967), 島津 (1979) などによ

て論ぜられ, 山口ら (1979) は岩泉町中倉付近および宮古市浄土ヶ浜の石英安山岩を宮古層群堆積後の貫入岩として扱った。このような状況のもとで本地域の斑岩の貫入時期を明らかにすることは重要であると考え, K-Ar 法による放射年代を測定した。その結果, 黒雲母および全岩の 2 試料について各々 121.4 Ma と 29.1 Ma との値を得た (Table 1)。これらふたつの値には大きな差があるが, 黒雲母試料のほうがかリウムの含有率が高いこと, 本地域の花崗岩類の放射年代が 100~120 Ma であることなどから, 121 Ma のほうに信頼性があると考えられる。このことから, 本地域の斑岩は後期白亜紀以降に貫入したのではなく, 前期白亜紀の花崗岩類の進入に関連したものであることは明らかである。

#### C. 玢岩類

玢岩類は小規模な岩脈としてほぼ全地域にみられるが, とくに西縁部の救沢~大川~宇津野にかけての南北方向の地域に多く貫入している。斑晶として斜長石・普通角閃石または普通輝石を含み, 花崗岩類による熱変成作用を被っている。

### III-3. 上部白亜系・古第三系

小本川断層に沿った岩泉町畏綿および岩泉市街周辺には, 上部白亜系・古第三系が分布している。これまでの研究では, これらの“後造山期堆積物 (杉本, 1977)”が白亜系であるのか古第三系であるのかが議論の的となってきた。本論文では, 杉本 (1977) にしたがって“後造山期堆積物”すべてを沢廻層として記述する。

#### 沢廻層 (Sawamawari Formation)

小貫 (1956) が命名し, 杉本 (1977) が再定義した。本層は杉本により上部と下部とに分けられている。

〔模式地〕 本層下部の模式地は岩泉町沢廻~下岩泉, 上部の模式地は同町下町~上町の清水川西岸である。

〔層厚〕 杉本 (1977) によれば, 下部は 170~210 m, 上部は 200 m+ である。

〔分布・構造〕 本層は北翼部を小本川断層に断たれた向斜構造をなして岩泉市街周辺に分布している。また, 岩泉町畏綿付近にも岩泉市街周辺の本層下部と同じ岩相が分布している。

〔岩相〕 本層下部は, 円礫岩を挟む灰緑色塊状

Table 1. K-Ar age of the porphyry distributed in the Nishoishi area.

| Rock             | Mineral    | Sample Wt. | K%   | $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ | Air cont. | Age (Ma) |
|------------------|------------|------------|------|--------------------------------|-----------|----------|
| Ho. Bi. porphyry | Biotite    | 1.0626     | 3.78 | 8.37747                        | 8.98      | 121.4    |
| Ho. Bi. porphyry | Whole rock | 1.1048     | 1.39 | 0.810315                       | 45.37     | 29.1     |

Table 2. Modal composition of the sandstones.

Qz: Quartz, AF: Alkali feldspar, Pl: Plagioclase, Bi: Biotite, Mus: Muscovite, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Cal: Calcite, Gar: Garnet, Sph: Sphene, Opq: Opaque, Lit: Lithic fragments, Mat: Matrix, CP: Count of points.  
 Ko: Koshimeguri Formation, Ms: Magisawa Formation, Tk: Takayashiki Formation, Ka: Kassenba Formation, Mt: Matsuhashi Formation, Md: Magidai Formation, As: Asanai Formation.

|      | Qz   | AF   | Pl   | Bi  | Mus | Chl | Ep  | Cal  | Gar | Sph | Opq | Lit | Mat  | CP  |
|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|
| Ko-1 | 50.5 | 22.7 | 7.6  | 0.7 | 0.7 | 0.3 | 0.0 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 4.4 | 12.4 | 683 |
| Ko-2 | 49.0 | 27.2 | 6.9  | 0.0 | 0.0 | 2.4 | 0.1 | 0.1  | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 4.1 | 10.1 | 786 |
| Ko-3 | 43.3 | 23.3 | 12.6 | 0.1 | 0.1 | 2.8 | 0.2 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 2.7 | 14.3 | 859 |
| Ms-1 | 54.1 | 22.0 | 7.2  | 0.1 | 0.1 | 0.6 | 0.0 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 7.0 | 8.8  | 804 |
| Ms-2 | 54.7 | 22.7 | 10.9 | 0.0 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 2.1 | 8.0  | 762 |
| Tk-1 | 58.2 | 11.4 | 8.1  | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.0  | 0.0 | 0.1 | 0.8 | 7.8 | 13.2 | 766 |
| Tk-2 | 54.4 | 18.0 | 6.1  | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.5 | 4.8 | 15.6 | 826 |
| Tk-3 | 65.3 | 22.0 | 0.4  | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.3 | 8.8  | 804 |
| Tk-4 | 56.7 | 21.2 | 5.9  | 0.0 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 3.2 | 12.1 | 836 |
| Ka-1 | 45.4 | 20.4 | 17.5 | 0.0 | 0.0 | 3.1 | 0.5 | 0.0  | 0.0 | 0.2 | 0.3 | 5.3 | 7.3  | 881 |
| Ka-2 | 52.0 | 22.3 | 11.9 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.1 | 0.0  | 0.1 | 0.0 | 0.5 | 6.4 | 6.5  | 875 |
| Mt-1 | 48.2 | 11.6 | 16.2 | 0.0 | 0.3 | 1.8 | 0.1 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 0.8 | 6.5 | 14.4 | 708 |
| Md-1 | 62.6 | 18.2 | 3.9  | 0.2 | 0.2 | 0.0 | 0.1 | 0.0  | 0.1 | 0.0 | 0.6 | 7.4 | 6.6  | 847 |
| Md-2 | 58.2 | 11.7 | 12.3 | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0  | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 4.1 | 12.4 | 808 |
| As-1 | 14.4 | 3.3  | 21.8 | 0.2 | 0.0 | 1.5 | 0.4 | 31.3 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 7.5 | 19.0 | 856 |
| As-2 | 22.6 | 6.5  | 17.6 | 1.2 | 0.3 | 2.1 | 0.7 | 16.2 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 6.8 | 26.1 | 767 |
| As-3 | 38.4 | 15.2 | 20.0 | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 0.0 | 4.8  | 0.0 | 0.0 | 0.7 | 3.3 | 16.5 | 810 |
| As-4 | 20.4 | 10.3 | 13.4 | 0.0 | 0.0 | 0.8 | 1.2 | 33.2 | 0.0 | 0.1 | 0.7 | 7.8 | 12.1 | 754 |
| As-5 | 30.1 | 8.4  | 26.5 | 0.0 | 0.1 | 1.0 | 0.5 | 4.9  | 0.0 | 0.6 | 0.2 | 4.3 | 23.4 | 838 |
| As-6 | 34.3 | 10.3 | 20.7 | 0.0 | 0.0 | 0.7 | 0.7 | 3.0  | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 3.2 | 26.9 | 845 |
| As-7 | 25.0 | 15.3 | 27.3 | 0.0 | 0.0 | 1.5 | 0.9 | 0.8  | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 1.9 | 27.1 | 783 |



中粒砂岩を主体とする。下岩泉南方では、この砂岩中に *Ostrea* 密集層が挟まれている。

上部は淘汰の悪い亜角礫岩よりなり、上面が赤褐色に風化した厚さ 0.1～1 m の粗粒砂岩層を挟む。礫岩の礫種はチャート・頁岩・砂岩・千枚岩質粘板岩・花崗岩質岩などからなっている。

〔層位関係〕 本層は先宮古統に明瞭な傾斜不整合関係で重なっている。

〔化石・時代〕 長谷 (1952MS) は、岩泉町沢廻の本層下部より貝化石・サメの歯などを採集し、それらは小貫 (1969) によって公表された。小貫は本層全体を古第三系であると考え、沢廻付近より発見された後期白亜紀アンモナイト化石 (*Texanites* sp.) を reworked fossil とみなした。その後、杉本 (1977) は、アンモナイト化石は沢廻層下部の時代そのものを示すとした。杉本は本層下部と上部の層相の違いに注目し、下部と上部の堆積の間に侵蝕間隙があったとの考えを述べている。いっぽう、棚井ら (1978) は本地域西隣の名目入地域を調査し、上部白亜系横道層 (Yokomichi Formation) と古第三系小川層群 (Kogawa Group) の堆積の間に著しい陸上風化の時間間隙があったことを指摘した。本層と横道層・小川層群とは分布が互いに孤立しており、直接の関係は不明であるが、岩相および侵蝕間隙の存在から、本層下部は棚井らの横道層、上部は小川層群に対比される。したがって、本層下部の時代は後期白亜紀、上部の時代は古第三紀始新世～漸新世である可能性が強い。

#### 第IV章 砂岩粒子の鉱物組成

本地域のように礫岩の発達に乏しい地域では、砂岩粒子の鉱物組成 (本地域では特に石英・アルカリ長石・斜長石の比率) の層位的・地域的な比較検討が、礫堆積物の供給源や堆積盆地の広がりを考える上で重要である。

本地域の先宮古統には、いくつかの層準で塊状砂岩層が発達しており、それらについて砂岩粒子の鉱物組成の検討を行なった。組成を求める方法は鏡下でのポイント・カウンティングによった。ポイントの数は各薄片につき 700～800 点とした。その際、カリ長石の識別を容易にするため、寺岡 (1979) の方法にしたがって薄片をコバルチ亜硝酸ナトリウムにより染色した。片田・小野 (1978) は北部北上山地

の砂岩中に曹長石が含まれることを指摘しているが、筆者も本地域の砂岩中に曹長石が若干含まれていることを確認した。本論文ではカリ長石と曹長石を合わせてアルカリ長石として扱った。

砂岩粒子の検討結果は Table 2 にまとめて示す。さらに、Fig. 4 に三角ダイアグラムを示したが、これらを見て明らかなように本地域の砂岩はふたつのグループに分けられる。すなわち、浅内層以外の砂岩はよく似た性格を示すのに対して、浅内層の砂岩のみが性格を異にしている。このふたつのグループの砂岩の特徴について述べる。

##### A. 浅内層の砂岩

肉眼的には灰緑色細粒の方解石脈の多い砂岩である。この砂岩の最も特徴的な点は方解石に富むことで、最大 30% 以上も含んでいる。方解石は砂岩粒子の間を埋めていることが多いが、方解石結晶が砂岩粒子として含まれていることもあり、すべての方解石が続成過程で付加されたとは考えられない。片田・磯見ら (1971) は、石灰質の程度が不均質であるなどの理由から、この砂岩を一種の石灰質タービダイトとみなしている。

砂岩粒子の直径は 0.05～0.5 mm で、浅内層以外の砂岩と比較して細粒である。砂岩粒子としては斜長石が多いのが特徴である。これらの斜長石は新鮮でほとんど変質しておらず、しばしば双晶面がキंकした構造が観察される。そのほかに火山岩岩片・緑泥石・緑簾石などを含んでいる。

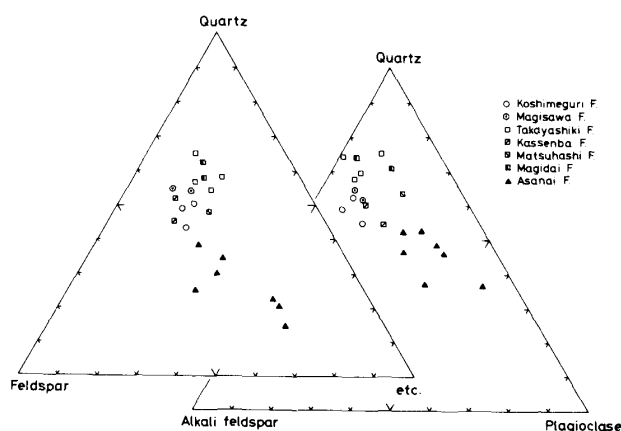


Fig. 4. Compositional diagrams for the sandstones.

## B. 浅内層以外の地層の砂岩

本地域の松橋層・間木平層・高屋敷層、山口ら(1979)調査地域の榎木沢層・腰廻層、杉本ら(1974)調査地域の合戦場層・間木平層の砂岩について検討を行なった。これらの砂岩は同じ特徴をもっており、粒子は直径0.2~1.5 mmと浅内層の砂岩と比べて著しく粗粒である。斜長石の占める割合は少なく、変質が著しい。これに対して、石英とカリ長石の含有率は高く、マイクロクリンも含まれている。また、縫合状境界でかみ合った石英結晶の集合体や、石英・斜長石を中にとり込んだカリ長石の大きな結晶なども砂岩粒子としてしばしば見られる。そのほか、黒雲母・白雲母・緑泥石・緑簾石まれにザクロ石が含まれ、チャート岩片も数%含むことがある。マトリックスは10%程度である。

片田・小野(1978)は、火山岩に由来した碎屑物からなる砂岩は、類似の化学組成をもつ深成岩からの砂岩に比べて、一般に斜長石/アルカリ長石比と斜長石/石英比が大きいことを指摘した。これは、“アルカリ長石や石英の多くはマグマの末期の晶出物であり、火山岩の場合はそれらのかなりの量が石基を形成するためである”という。Fig. 5は、縦軸に斜長石/アルカリ長石比を、横軸に斜長石/石英比をとったグラフで、グラフの右上方ほどその砂岩が火山岩起源の傾向が強いことを示している。これによ

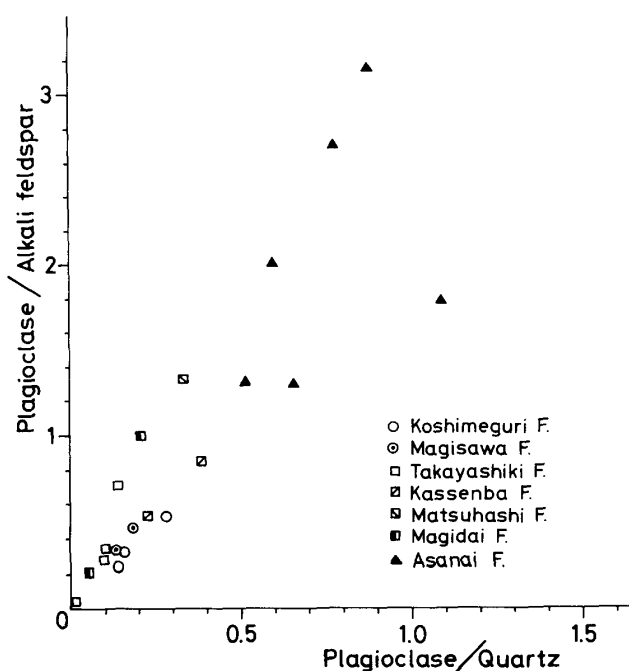


Fig. 5. Relation between plagioclase/quartz ratio and plagioclase/alkali feldspar ratio of the sandstones.

ると、浅内層の砂岩はグラフの右上方にプロットされ、他の層の砂岩よりも火山岩起源の碎屑物が多いと判断される。この結果は、浅内層の砂岩中に新鮮な斜長石および火山岩岩片が含まれる事実とよく一致する。これに対して、浅内層以外の砂岩はグラフの左下方に集中している。これらの砂岩はマイクロクリン・白雲母・縫合状境界をもつ石英集合体を含むことから、花崗岩質岩または石英質変成岩起源であると考えられる。

## 第V章 地質構造

### V-1. 褶曲

北部北上山地では、褶曲軸面が西に傾斜する転倒褶曲構造・等斜褶曲構造が特徴的に発達している。本地域では黒森山向斜・舞ノ子向斜・平井背斜・宇津野向斜が認められたが、実際に褶曲構造を認識するのは容易でない場合が多く、本地域の地質構造についても未解決な点が残されている。

黒森山向斜は、高屋敷層により構成される等斜状向斜構造である。向斜軸は黒森山付近から白土へ延長され、軸面は西へ50°~70°傾斜している。

舞ノ子向斜は、本地域南西部の浅内層によって構成されている等斜状向斜構造である。平井東方で地層が東へ緩く傾斜する部分があり、向斜軸はその付近にあると考えられる。褶曲軸のプランジは10°以下とみなされる。平井背斜・宇津野向斜については、塊状砂岩層の分布、走向の変化などの事実から推定した。

### V-2. 断層

本地域の主要な断層は、NW-SE方向の帯状構造を規制する縦走断層と、それに直交するNE-SW方向のいわゆる胴切り断層に大別される。さらに、これらの構造を小本川断層と刈屋川断層が切っている。本項では、これらの断層について順に記述する。

#### A. 縦走断層

本地域には、地層の走向方向とほぼ一致し、各層分布の境界をなす縦走断層が発達している。これらの断層は、実際に露頭で断層面が確認される場合はまれであるが、地層の分布状況などから判断して相対的に西側が上昇した逆断層である。岩泉町森山では、縦走断層に沿って玢岩が貫入し、さらに玢岩は

花崗岩類による熱変成作用を受けている。また、田野畑花崗岩質岩体の西側では、岩体の進入の影響により縦走断層が湾曲している。したがって、縦走断層の形成時期は褶曲運動の後で、花崗岩類進入前である。次に各々の縦走断層について記述する。

### 1) 泉沢断層 (Izumizawa Fault)

浅内層と松橋層の分布を限る逆断層である。小本川断層以北では泉沢の谷に沿っており、小本川断層以南では松橋付近から SSE 方向へ延びてその延長を宮古花崗岩質岩体により断たれている。

### 2) 松橋川断層 (Matsushigawa Fault)

松橋層と高屋敷層とを境する逆断層である。小本川断層以北では松橋川の谷に沿っており、高屋敷層西部の走向とわずかに斜交している。小本川断層以南では尼額付近から森山へと連続している。本断層は、安家地区の関一大平断層（杉本, 1974）の南方延長部にあたる。

### 3) 安家断層 (Akka Fault)

本断層は安家層と高屋敷層の分布を限っており、安家地区の川井一小国一栗山断層（杉本, 1974）の南方延長に相当する。

### 4) 大月断層 (Ôtsuki Fault)

本断層は間木平層と安家層の分布を限っており、本田川の谷に沿って延びている。

### 5) 猿沢断層 (Sarusawa Fault)

山口ら（1979）の命名した逆断層である。小本川断層以南では、本断層を境として高屋敷層が安家層・中倉層・相沢層と順次接する。

## B. NE-SW 方向の断層系

この系統の断層については、山口ら（1979）が東隣の小本・田野畑地域で既に報告している。杉本（1974）も、山根・山形・安家・大坂本地域に NE-SW, ENE-WSW の“横断断層”が多数存在することを示した。本地域においても、NE-SW 方向のいわゆる胴切り断層がよく発達している。断層面が実際に露頭で確認されるのは数ヶ所であるが、空中写真で観察したりニアメントには明瞭に現われている（Fig. 6: 本文末）。

この断層系の性格について、杉本（1974）は水平

移動成分の大きい右横ずれ断層であるとし、山口ら（1979）は北落ちの正断層であるとした。本地域においては、これらの断層による見かけ上の地層の変位は、右ずれである場合と左ずれである場合が認められる。また、尼額南西で確認された断層面は南へ 70° 傾斜し、この断層によって西傾斜のチャート層が見かけ上左ずれの変位をしている。こうしたことから、本地域の NE-SW 方向の胴切り断層系は、山口ら（1979）の調査地域におけると同様に、南北へ急傾斜する断層面をもった正断層系であると判断される。

この断層系の形成された時期について山口ら（1979）は、断層角礫の状態や花崗岩体中の NE-SW 方向の小断層系の存在から、花崗岩類の冷却後であるとした。リニアメント図（Fig. 6）を見ると、花崗岩類分布地域には NE-SW 方向と NS 方向の 2 系統のリニアメントが卓越している。これらのことから、本論文においても、NE-SW 方向の断層系の形成時期は花崗岩類進入後であると考えられる。

## C. 小本川断層 (Omotogawa Fault)

本断層の命名者は不明であるが、小貫（1969）、杉本（1977）などは小本川断層という名称を用いている。棚井ら（1978）は、名目入地域の古第三系の北東側を限る断層に対して小川一雷峠断層という名称を使用し、この断層が先後期白亜紀のいわゆる“葛巻構造線”の再活動の結果であるとした。本論文では、小川～岩泉地域で古第三系の北翼部を切る断層に対して小本川断層と呼ぶことにする（Fig. 7 参照）。

小本川断層は、本地域西部では NW-SE 方向であるが、松橋以東では EW 方向となり、下岩泉付近より東側ではその延長が不明となる。現在見られる断層面は南へ急傾斜し、幅 10～50 m の破砕帯を伴っている。

上部白亜系・古第三系は、小本川断層に平行な長軸をもつ舟状向斜構造をなして分布し、北翼部を小本川断層に断たれたかたちとなっている。このことは、上部白亜系・古第三系の堆積盆地の形態が小本川断層によってすでに規制されていたことを示している。また、沢廻層上部の礫岩中には剪断を受けた千枚岩質粘板岩の礫が含まれ、棚井ら（1978）によれば名目入地域の上部白亜系・古第三系中にもミロナイト礫や剪断された岩石片が含まれるという。したがって、小本川断層は古第三紀以降活動したこと

は確実であるが、後期白亜紀以前にすでに形成されていたと考えられる。

小本川断層をはさんだ南北両地域の浅内層・松橋層・高屋敷層は、小本川断層が左横ずれ運動をしたかのような分布をしている。小貫（1969）は、小本川断層により“南側が東の方に約3 km移動した”と述べたが、単純な左横ずれ運動をしたとする証拠は十分でない。先宮古統の小本川断層による変位は、上部白亜系・古第三系の現在の分布からみて後期白亜紀以前の小本川断層の活動によるものであろう。

安家層・間木平層の分布および地質構造は、田野畑花崗岩質岩体の外形によって強く規制されており、ゆるいS字形構造をなしている。これは、地層がNW-SE方向の帯状配列をなした後に、花崗岩類の進入により東から西へ押し曲げられたためであろう。岩泉市街北方の宇霊羅山南斜面には、断層によりブロック化してはいるが、NE方向という特異な走向

をもった高屋敷層の砂岩が分布している。このブロックはおそらく黒森山向斜の東翼部に位置するので、高屋敷層の分布および構造もS字形に湾曲していたことを示している。松橋層や黒森山向斜西翼部の高屋敷層もS字形構造を形成していたと推測される。そして、S字形構造のNE-SWからEW方向の部分を小本川断層が欠如させたために、現在のような見かけ上左横ずれの岩相分布となったのであろう。つまり、小本川断層の東半部は、左横ずれの動きではなく、高屋敷層・松橋層・浅内層の一部を欠如させた逆断層としての運動を行なったと推測される。この逆断層の運動方向は、現在の小本川断層がNW-SE方向からEW方向へ“く”の字形に屈折していることから、北側が南側へ衝上した動きであったものと考えられる。岩泉町畏綿以西では小本川断層はNE-SW方向となるが、この部分の断層の性格については不明である。

さらにその後、小本川断層に形状を規制されて上部白亜系・古第三系の堆積盆地が形成された。棚井ら（1978）は、古第三系小川層群堆積後期には北東側からの堆積物の供給が優勢であったとし、このことは北東側地域の隆起傾向を暗示すると述べている。

古第三系堆積以降の小本川断層の動きについては、断層の北側に古第三系が分布しないこと、断層面が南へ急傾斜することなどから、相対的に南側落としの正断層として再活動したとみられる。下岩泉付近の沢廻層下部には共役小断層系が発達している部分があるが、これらはすべて正断層であり、上部白亜系がその堆積後に鉛直方向に最大主応力軸をもつ応力場にあったことを示している。Chinzei (1966)、小貫（1969）らによると、北上山地北縁部の馬瀬川流域には折爪断層 (Oritsume Fault) と呼ばれる東側落としの正断層があって、新第三系中新統を切っているという。折爪断層は、いわゆる“岩泉地溝帯（斎藤, 1927）”の北限をなす小本川断層か、あるいは南限をなす国境峠断層（小貫, 1969）の北方延長であるとみられる。したがって、小本川断層は新第三紀以降も活動した可能性がある。

#### D. 刈屋川断層 (Kariyagawa Fault)

鯉沼 (1966MS) は、本地域南隣の<sup>にいさと</sup>新里村和<sup>わ い ない</sup>井内地域の刈屋川の河谷に沿った断層に対して刈屋川断層と命名した。刈屋川断層は本地域内に延長し、地形図・空中写真にも明瞭なりニアメントとして現われている。断層破碎帯は扇ノ沢東方の林道、大川南東

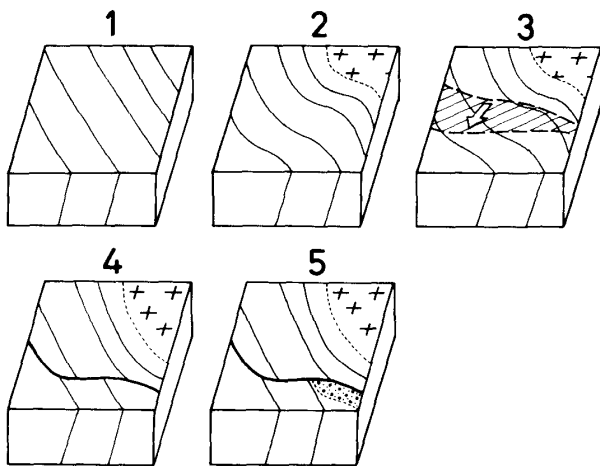


Fig. 7. Schematic diagram showing structural development of the Iwaizumi area.

1. NW-SE trending zonal structures of pre-Miyakojian formations, which isoclinally folded and faulted during the Oshima orogenic movement in the Early Cretaceous.
2. The formations had been bended into S-shape by intrusive force of granitic rocks in the Early Cretaceous.
- 3, 4. The Omotogawa fault cut the S-shaped structures.
5. After deposition of the Upper Cretaceous and Paleogene formations, the Omotogawa fault reactivated as a normal fault at which the southern side fell.

方の小沢，宇津野南方の県道沿いなどで確認される。本地域においては刈屋川断層の性格はわからないが，鯉沼は西側落としの正断層であるとしている。変位量は，本断層の西側に浅内層が分布することから，さほど大きくないと判断される。

山口ら（1979）は，小本・田野畑地域の白坂峠断層（Shirasakatôge Fault）について述べた。白坂峠断層は南北方向で西側落としの正断層であり，明瞭なリニアメントとして地形に現われている点でも刈屋川断層と類似している。また，白坂峠断層は花崗岩類をも切っている。Fig. 6によると，花崗岩類分布地域には本章B項で述べたNE-SW方向とともにNS方向のリニアメントが卓越している。これらのことから，刈屋川断層は白坂峠断層と同様に花崗岩類進入後に形成された可能性が強い。

### V-3. 斑岩中の節理系

本地域中央部には，第III章で述べたように斑岩の貫入岩体が分布するが，これらの岩体中には系統的な節理系がよく発達している。岩体は北側を小本川断層によって断たれており，この節理系が断層の活動を反映していることを予想して節理を測定した。各露頭で代表的と思われる範囲内の節理面を無作為にすべて測定し，その結果をステレオネット上に極投影した（Fig. 8: 本文末）。一般にひとつの地点では3方向の節理面が卓越している。これらの結果を松橋・二升石・タチノ沢の各岩体ごとにまとめたものが，Fig. 8の右下の3つのステレオネットである。松橋の岩体では不明瞭であるが，二升石・タチノ沢の岩体の節理系はN 40°~60°W，40°NE付近にひとつの集中域があり，さらにその面の極方向を中心とした大円上に集中域が認められる。これは，次のように説明される。

いま，これらの岩体が円柱状をなしていると仮定する。円柱状の脈岩中に冷却によってできると予想される節理面は，円柱の伸長方向に垂直な面，円柱の側面に平行な筒状の面，円柱の中心軸を通る放射状の面の3種類である。斑岩周囲の堆積岩の走向・傾斜は，N 30°~50°W，50°~70°Wであるから，斑岩が堆積岩の層理面に沿ってその傾斜方向から貫入したとすれば，円柱の伸長方向はN 40°~60°E，50°~70°SWとなる。岩体がこのような三次元的位置を占めたとき予想される3方向の節理系は，Fig. 8のようなパターンとなる。各地点では岩体の一部だけを見ているため，節理面は3方向に集中する。

つまり，斑岩中の系統的節理系は周囲の構造運動を反映したものではなく，明らかに岩体自身の外形によって規定されている。

## 第VI章 対比・年代論

### VI-1. 層序の確立と対比

杉本（1974）は，本地域北方の山根・山形・安家・大坂本地域を調査し，いわゆる“岩泉帯”の層序を下位より木沢畑層，間木平層，沢山川層，安家層，高屋敷層，関層，合戦場層，大鳥層，大坂本層に区分した。本地域の間木平層，安家層，高屋敷層が安家地域まで直接連続していることは，杉本（1980）により確認されている。

浅内層は，第IV章で述べたように他の層とは著しく異なった砂岩の性格を有している。このような浅内層に相当する岩相は杉本（1974）および山口ら（1979）の調査地域には分布していない。また，浅内層からはペルム紀を示すフズリナ化石の報告があり（鯉沼，1966MS；小貫，1969），本地域における最下位層であると考えられる。

松橋層は，層位的には関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層に対応する。杉本（1974）は松橋層相当層が高屋敷層よりも上位であるとしているが，筆者は松橋層が高屋敷層よりも下位層準であるとした。この理由について述べる。杉本の調査地域では，安山岩類よりなる沢山川層，石灰岩よりなる安家層が鍵層となって南へブランチした等斜褶曲構造を明瞭に示し，層序の確立に役立っている。しかし，褶曲構造により確実に層序の上下関係を把握し得るのは高屋敷層以下の地層である。そして，高屋敷層とその上位層とされた関層とは，松橋川断層の北方延長である関一大平断層をはさんで接している。本地域の最下位層は浅内層であるが，もしも松橋層が高屋敷層よりも上位であるとする，泉沢断層は本地域での最下位層と最上位層を境する断層であることになる。しかし，泉沢断層の状況や本地域全体の地質構造からみて，泉沢断層だけが特に変位量の大きい断層であるとするのは不自然である。泉沢断層と松橋川断層は，ともにその西側により下位の地層が分布するような同程度の変位量をもつ逆断層であろう。したがって，筆者は松橋層を高屋敷層よりも下位層準であるとした。

松橋層は，岩相的にみて沢山川層・安家層よりも

下位であることは確かである。しかし、アルコース砂岩を主とする間木平層、チャートよりなる木沢畑層との関係は明らかでない。松橋層は、杉本(1974)の調査地域においては、チャートよりなる関層、アルコース砂岩を主とする合戦場層、チャートよりなる大鳥層、粘板岩よりなる大坂本層に相当する。岩相的には関層・大鳥層は木沢畑層に、合戦場層は間木平層に似ている。また、第IV章で述べた砂岩の類似性からも、松橋層相当層は間木平層とそれほど離れた層準であるとは考えられない。したがって、松橋層は木沢畑層・間木平層よりも下位層準であるか、または一部が同層準である可能性もある。以上述べたことを総合して、本地域における層序を Table 3 に示す。

山口ら(1979)は、田老断層以東の小本・田野畑地域の層序を、下位より榎木沢層、腰廻層、小本層、原地山層であるとした。植物化石・貝化石を含む小本層と莫大な火山岩類よりなる原地山層が、北部北上山地の先宮古統堆積岩類の最上位層であることは確実である。腰廻層と小本層との関係は従来整合であるとされてきたが(杉本, 1969, 1974; 山口ら, 1979), 榎木沢層・腰廻層から三疊紀を示すコノドント化石が発見され(植杉, 1979; 豊原ら, 1980), 小本層基底について再検討する必要性が生じてきた。本地域には小本層・原地山層に相当する地層は分布していない。また、榎木沢層・腰廻層と本地域の諸層との関係は明らかでないが、砂岩の性格およびコノドント化石の群集が類似していることから、層準的にはそれほど離れていないと考えられる。

Table 3. Correlation of the stratigraphic sequences.

| Omoto-Tanohata district<br>Yamaguchi et al. (1979)           |                | Akka-Ōsakamoto district<br>Sugimoto (1974) |  |
|--|----------------|--|--|
| Harachiyama F.   |                | Ōsakamoto F.                               |  |
| Omoto F.   |                | Ōtori F.                                   |  |
| Koshimeguri F.   |                | Kassenba F.                                |  |
| Magisawa F.  |                | Seki F.                                    |  |
|  |                | Takayashiki F.                             |  |
| Takayashiki F.   | Takayashiki F. | Akka F.                                    |  |
| Akka F.  | Akka F.        | Sawayamagawa F.                            |  |
| Nakakura F.  | Magidai F.     | Magidai F.                                 |  |
| Aizawa F.  | Matsuhashi F.  | Kisawahata F.                              |  |
|  | Asanai F.      |  |  |
| Iwaizumi district<br>present paper                           |                |  |  |
| Oshikado-Moichi district<br>Koinuma (1966MS)<br>Onuki (1969) |                |  |  |
| Oshikadotōge F.  |                |  |  |
| Hikime F.  |                |  |  |
| Kebaraichi F.  |                |  |  |
| Horoya F.  |                |  |  |

## VI-2. 年代論

村田・杉本(1971), 杉本(1974)は、木沢畑層・間木平層の石灰岩レンズより後期三疊紀を示すコノドント化石を発見した。また、杉本(1974)は、沢山川層の石灰岩レンズより中生代(ジュラ紀)型の石灰藻化石を、合戦場層の頁岩中より植物化石破片を採集している。高屋敷層からは、第III章で述べたようにいわゆる“鳥の巣型”の珊瑚・層孔虫化石が報告されている。杉本(1974)は、これらの事実を総合して木沢畑層、間木平層は上部三疊系よりなり、沢山川層～大坂本層はジュラ系を主体とし上限は下部白亜系にいたると推論した。

最近、植杉(1979), 豊原ら(1980)は、本地域を含む北部北上山地東部からコノドント化石の産出を報告している。植杉のコノドント化石産出地点を示す地図から判読すると、浅内層からはペルム紀、松橋層と杉本(1974)の松橋層相当層からはペルム紀および前～中期三疊紀、安家層・高屋敷層からは後期三疊紀を指示するコノドント化石が採集されている。この結果は、前項で述べた本地域の層序の上下関係と大局的には矛盾しない。しかし、詳しく見ると松橋層からはペルム紀と三疊紀のコノドント化石が混合して産出しており、地質構造との対応を検討する余地が残されている。

山口ら(1979)の調査地域の榎木沢層・腰廻層からも三疊紀コノドント化石が発見され、豊原ら(1980)は、前期白亜紀を示す化石を含む小本層が腰廻層・榎木沢層を不整合に覆う可能性が大きいとしている。しかし、杉本(1969), 山口ら(1979)の地質図によれば、小本層と腰廻層は調和的な構造をなしており、ジュラ系の欠如は明らかでない。

また、コノドント化石を含む層状チャート層は、厚いアルコース砂岩層に挟まれて分布しているが、両者は薄互層することではなく数10～数100 m単位で繰り返している。田中(1980)は、西南日本内帯の島根県日原地域において石炭系～ペルム系の石灰岩と三疊系のチャートがオリストリスとして泥質基質中にとり込まれていることを示したが、岩相的に類似した北部北上山地の先宮古統についても同様の可能性を検討してみる必要がある。

これらのことから、本論文では確定的な年代論を示すには至らず、浅内層～高屋敷層はペルム系～三疊系～ジュラ系の可能性があるとしておく。

## 第Ⅶ章 地質構造帯区分の再検討

吉田 (1966, 1975), 島津ら (1970), 杉本 (1972, 1974) は, 北部北上山地の中・古生界を石炭系～ペルム系よりなる北部北上帯, 三疊系～ジュラ系 (下部白亜系?) よりなる岩泉帯, 上部ジュラ系～下部白亜系よりなる田老帯に構造帯区分した。そして, 各構造帯はそれぞれ別個の地向斜を代表し, 時代とともに堆積の中心が東へ移動していったと推論した。最近, 植杉 (1979), 豊原ら (1980), 木村 (1979, 1980) は, 北部北上山地からペルム紀～三疊紀を示すコノドント化石を発見し, 北部北上山地がペルム紀～三疊紀にかけて一つの地向斜区域であったと述べている。

本調査地域は, いわゆる“北部北上帯”と“岩泉帯”にまたがる地域で, 両帯は“葛巻構造線”と呼ばれる断層によって境されと考えられてきた。杉本 (1972) は, 平庭岳西方で岩泉層群関層のチャート層とその西側のペルム系葛巻層の粘板岩層を境する断層が“葛巻構造線”の一部に相当するとした。この断層の南方への延長については明らかでないとしながらも, 岩泉町浅内南方へ連続するとの考えを示している。杉本 (1972, 1974) の地質構造図から判断すると, “葛巻構造線”とされた断層は本地域の松橋以北では小本川断層を指し, 松橋以南ではほぼ泉沢断層の位置にあたる。“葛巻構造線”とされた小本川断層の両側に浅内層が分布することが本研究により明らかとなり, すくなくともこの断層は構造帯の境界をなさないことがわかった。浅内層は本地域内の他の層とは砂岩の性格を異にしていることから, 浅内層と松橋層を境する泉沢断層が地史的に意義のある断層であるとみなせないこともない。しかし, 泉沢断層は第Ⅴ章で述べたように褶曲運動後に形成された縦走断層であり, 構造体の境界である証拠は得られていない。

いっぽう, 山口ら (1979) は本地域東隣のいわゆる“田老帯”と“岩泉帯”にまたがる地域を調査し, この両帯を境するとされていた“田老構造線”が構造帯の境界をなすような断層ではなく, 花崗岩類進入時に形成された断層であるとして, この断層を単に田老断層と呼ぶことを提唱した。したがって, 北部北上山地を3つの異なる構造帯に区分する必然性はないと考えられる。現在見られるような地層の带状配列は, 原地山層堆積後の褶曲運動・断層運動の結果として形成されたもので, 北部北上山地の中・

古生層程度に著しい変形をうけた地域では, 変形後の带状構造が必ずしも変形前の堆積盆地の配列を示すとは考えられない。ひとつの堆積盆地に堆積した地層が, その後の変形運動によって東側により下位の地層が分布するような带状構造をなすことも考えられる。

褶曲運動・断層運動に引き続いて進入した花崗岩類は, 堆積岩類の NW-SE 方向の带状構造とはやや斜交した南北方向の带状配列をなしている。田老断層は片田ら (1974) の花崗岩類の分帯のⅡ帯とその東側のⅠ帯とを境する位置にあるが, Ⅱ帯に属する階上岩体・田野畑岩体・宮古岩体は北部北上山地東

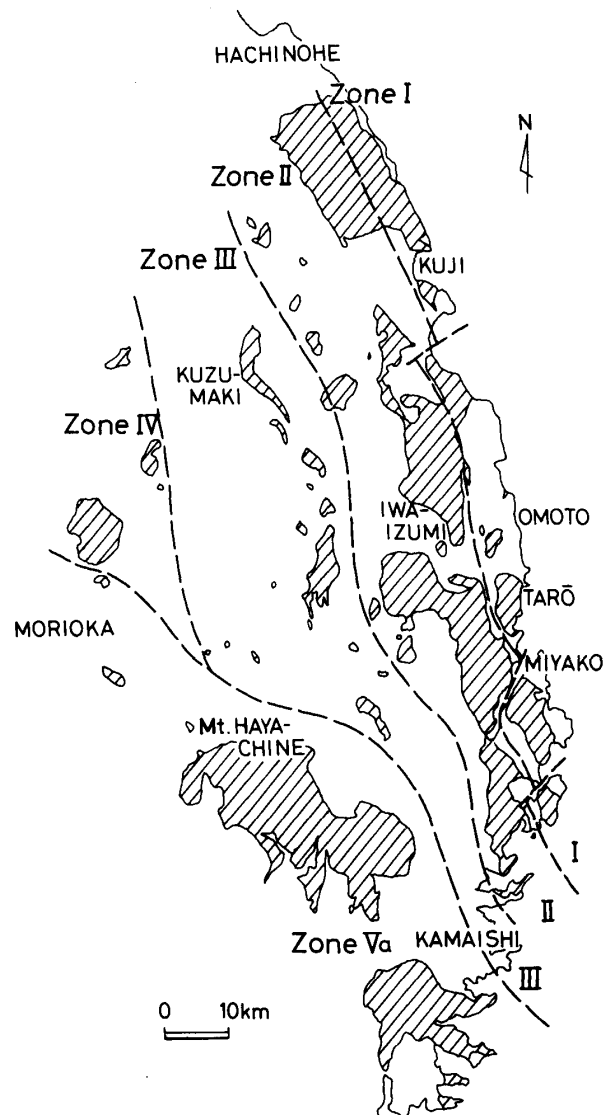


Fig. 9. Zonal arrangement of Cretaceous granitic rocks in the North Kitakami Mountains (after Katada *et al.*, 1974).

縁部に南北方向に配列し、この時期のひとつの進入帯であった可能性が強い。田野畑岩体と田老断層に挟まれた狭い地域には、北部北上山地の一般的走向である NW-SE 方向と斜交して相沢層・中倉層が南北方向の走向をもって分布しており、田老断層東側の楨木沢層・腰廻層・小本層・原地山層と順次接している。また、田野畑岩体と宮古岩体の間の地域では、相沢層・中倉層が南北方向の軸をもつ概の橋背斜を形成している（山口ら, 1979）。

いっぽう、蟹沢（1977）、片田・金谷（1980）によれば、北上山地の花崗岩類はマントルで生じたマグマが上昇したものであるという。加納（1978）は、北上山地の花崗岩類が個々に独立した“しずく形ブルトン”をなしていることを示した。

これらのことから、田老断層はⅡ帯の花崗岩類が上昇・進入してくる過程で形成され、変位量を増加させて最終的にはⅡ帯の進入帯の東限に位置づけられたものと考えることができる。田老断層の西側には、花崗岩類の上昇に伴って東側より下位層準の地層が地表に露出するようになったと考えられる。田老型花崗閃緑岩（石井ら, 1953；山口ら, 1979）とも呼ばれるⅠ帯の花崗岩類は、蟹沢（1977）が浅所貫入型であると指摘しているが、Ⅱ帯の花崗岩類は、Ⅰ帯の花崗岩類よりも遅れて進入したにもかかわらず（たとえば本間, 1962；島津ら, 1970）Ⅱ帯ほど浅所貫入型であるとは考えられない。このことは、田老断層がⅡ帯の花崗岩類進入に伴って相対的に西側が上昇するような動きをしたと考えれば説明が可能である。片田・金谷（1980）は、“田老構造線”が白亜紀深成岩類の活動にとって大きな意義をもつことを示した。このことは、田老断層が異なる堆積盆地の境界ではなく、花崗岩類の進入に関連して形成されたとする筆者の主張と基本的には矛盾しない。

本地域西縁部は、Ⅲ帯に属する平庭岩体・突紫森岩体・湯沢鹿岩体・堺ノ神岳岩体が進入している南北方向の帯状地域に相当し、多くの玢岩脈が分布している地域でもある。棚井ら（1978）によれば、名目入北方の湯沢鹿岩体の一部がミロナイト化しているという。おそらく、Ⅲ帯の進入帯においても花崗岩類進入時に剪断作用があったのであろう。その際、

田老断層のような大断層を生じなかったのは、Ⅱ帯の花崗岩類と比較してⅢ帯の花崗岩類の岩体が小さいためであろう（Fig. 9 参照）。

## 第Ⅷ章 結 論

1. 岩手県下閉伊郡岩泉町付近の先宮古統の層序は、下位より浅内層、松橋層、間木平層、安家層、高屋敷層に分けられる。各層の分布は縦走断層により境されている。これらの地層の年代はペルム紀～三疊紀～ジュラ紀と推定されるが、確実なことはわからない。また、岩泉市街付近には小本川断層に沿って上部白亜系および古第三系が分布している。

2. 本地域および周辺地域の砂岩粒子の鉱物組成を検討した結果、浅内層の砂岩だけが他層とは異なっており斜長石、方解石に富み、火山岩起源であるとみなされる。その他の地層の砂岩は、カリ長石、石英に富み、花崗岩類または石英質変成岩起源とみられる。

3. 岩泉町二升石付近に分布する斑岩は、これまで後期白亜紀以降の貫入である可能性が指摘されてきたが、K-Ar 法による放射年代測定の結果、前期白亜紀の花崗岩類に伴って貫入したものであることが明らかとなった。また、この斑岩中に発達する系統的節理系は、斑岩の円筒形の形状に規制されたもので、構造的応力場を反映したものではない。

4. 筆者が小本川断層と呼んだ葛巻～小川～岩泉と延長される断層は、これまで“葛巻構造線”の一部とみなされ、“北部北上帯”と“岩泉帯”を境すると考えられてきた。しかし、小本川断層の両側に浅内層が分布することが明らかとなり、構造帯を“北部北上帯”と“岩泉帯”とに区分する必然性はないことが示された。山口ら（1979）は同様に“田老帯”と“岩泉帯”とが異なる構造区でないことを示した。したがって、北部北上山地をひとつの構造区とみなし、これまで“田老帯”、“岩泉帯”とされていた地域をも含めたひとつの中・古生代地向斜区に対して“北部北上帯”と呼ぶのが適切であろう。



## 引 用 文 献

- Chinzei, K., 1966, Younger Tertiary geology of the Mabechi River Valley, northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, v. 16, pt. 1, p. 161-208.
- 半沢正四郎, 1954, 東北地方 (日本地方地質誌). 344 p., 東京, 朝倉書店.
- 長谷弘太郎, 1952 MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町及小川村附近の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 本間弘次, 1962, 田老・中里産董青石岩の成因について—その 1. 地質学雑誌, v. 68, no. 796, p. 1-16.
- 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載, 1953, 岩手県田老町付近の地質及岩石. 岩鉱会誌, v. 37, no. 2, p. 41-51.
- ・千藤忠昌・植田良夫, 1955, 岩手県北部北上山地田野畑花崗岩体の多様性. 同上, v. 39, no. 5, p. 177-189.
- 岩手県, 1978, 自然環境保全特別調査「安家石灰岩地帯における自然環境の特質とその保全」報告書. 129 p., 仙台, 東北経済開発センター.
- 蟹沢聡史, 1977, 東北日本の基盤と中・古生代の火成活動. 地団研専報, no. 20, p. 27-35.
- 加納 博, 1967, 古第三紀野田層群の流紋岩質岩礫の化学成分からみた北上外縁帯の再検討—含花崗質岩礫の研究—その 16—. 地質学雑誌, v. 73, no. 7, p. 347-354.
- , 1978, 花崗岩ブルトンの構造岩石学(I)—北上山地のしずく形ブルトン—. 岩鉱会誌, v. 73, no. 4, p. 97-120.
- 片田正人・磯見 博・大森えい, 1971, 北部北上帯古生層の砂岩とスレート (予報). 岩鉱会誌, v. 65, no. 3, p. 129-143.
- ・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正, 1971, 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱会誌, v. 65, no. 5, p. 230-245.
- ・吉井守正・石原舜三・鈴木淑夫・小野千恵子・會屋竜典・金谷 弘, 1974, 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—. 地調報告, no. 251, p. 1-139.
- ・小野千恵子, 1978, 本州地向斜の砂岩・泥岩の供給源岩について. 地質学雑誌, v. 84, no. 3, p. 114-154.
- ・金谷 弘, 1980, 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩鉱会誌, v. 75, p. 173-185.
- 河野義礼・植田良夫, 1965, 本邦産火成岩の K-A dating (II)—北上山地の花崗岩類—. 岩鉱会誌, v. 53, no. 4, p. 143-154.
- 木村敏雄, 1979, 日本列島—その形成に至るまで—(II・上). 578 p., 東京, 古今書院.
- , 1980, 同上 (II・下). 916 p. 同上.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. 2*, v. 5, p. 219-578.
- 鯉沼 稔, 1966 MS, 岩手県下閉伊郡新里村和井内付近の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 工藤 成, 1965 MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町西部の地質. 同上.
- 湊 正雄, 1950, 北上山地の地質. 地団研専報, no. 5, p. 1-20.
- 村田正文・杉本幹博, 1971, 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出 (予報). 地質学雑誌, v. 77, no. 6, p. 393-394.
- 小貫義男, 1956, 北上山地の地質, 岩手県地質説明書, II, 189 p., 岩手県.
- , 1969, 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no. 69, p. 1-239.
- 斎藤文雄, 1927, 北上高原北部岩泉地溝帯の第三紀層. 地学雑誌, v. 39, p. 694-704.
- 柴田 賢・柳 哮・浜本礼子, 1977, 北上山地の中生代花崗岩・火山岩の年代 (演旨). 岩鉱会誌, v. 72, no. 3, p. 119-120.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚, 1970, 5 万分の 1 地質図, 田老および同説明書, 54 p., 地質調査所.
- , 1979, 北上山地の白亜紀—古第三紀火成作用に関する 2, 3 の問題. 地質学論集, no. 17, p. 113-120.
- 白井慶治, 1952 MS, 北部北上山地岩手県下閉伊郡安家村及岩手郡江刺村東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 菅原通敬, 1952 MS, 岩手県九戸郡山形村及びその付近の地質. 同上.
- 杉本幹博, 1969, 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大地質古生物研邦報, no. 70, p. 1-22.
- , 1972, 北部北上山地, 葛巻構造線および田老構造線について. 同上, no. 73, p. 97-109.
- , 1974, 北部北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 同上, no. 74, p. 1-48.
- , 1977, 北部北上山地, 岩泉地域の後造山期堆積物. 金沢大教育紀要 (自然科学編), no. 26, p. 11-22.
- , 1980, 北部北上山地, 安家—岩泉地域の地質構造 (概要). 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討 (総研 A 報告書), p. 37-44.
- 田村 実・佐藤 正・遠山信彦, 1952, 北部北上山地の古生層中より紡錘虫化石の発見 (雑報). 地質学雑誌, v. 58, no. 679, p. 154.
- 棚井敏雄・飯島 東・吾妻高志, 1978, 北上北部岩手粘土鉱山付近の上部白亜系—古第三系. 地質学雑誌, v. 84, no. 8, p. 459-473.
- 田中和広, 1980, 島根県日原地域のオリストストローム, 鹿足層群. 地質学雑誌, v. 86, no. 9, p. 613-628.
- 寺岡易司, 1979, 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質学雑誌, v. 85, no. 12, p. 753-769.
- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・

- 岩松 暉, 1980, 北部北上山地—渡島半島の地向斜. 日本列島北部における地向斜および構造帯区分の再検討 (総研 A 報告書), p. 27-36.
- 植杉一夫, 1979, 北部北上山地田老帯からのコノドントの発見と構造発達史の再検討 (演旨). 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p. 368.
- 海野孝宏, 1965MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 山口 靖・津嶋春秋・北村 信, 1979, 北上山地“田老帯”および“岩泉帯”南部の地質構造発達史. 東北大地質古生物研報, no. 80, p. 99-117.
- 吉田 尚, 1966, 地質調査所 UMP-A 帯研究成果. UMP 地質構造部門 A-zone 連絡紙, no. 7, p. 12-14.
- , 1975, 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, no. 19, p. 103-114.

## Geological Structure of the Eastern Part of the North Kitakami Mountains, Japan — With Special Reference to Structural Subdivision —

Yasushi Yamaguchi

**Abstract** The North Kitakami Mountains is characterized by geosynclinal sediments of Paleozoic and Mesozoic era with NW-SE trending zonal structures. During the past ten years, it has been divided into three tectonic belts ; “North Kitakami belt”, “Iwaizumi belt” and “Taro belt”. However, detailed geological study by Yamaguchi et al. (1979) revealed that the Taro fault was not so significant as it had been regarded as the boundary between two different tectonic belts, the “Iwaizumi belt” and “Taro belt”. This paper presents the results of the investigation on the relationship between the “North Kitakami belt” and the “Iwaizumi belt” in connection with the geologic development of the North Kitakami Mountains.

To make clear the stratigraphic correlation and the nature of hinterlands during deposition, the analysis of modal compositions of sandstones has been made. The sandstone of the Asanai Formation is composed mainly of finer grains of quartz, fresh plagioclase, inorganic calcite and volcanic fragments and they seem to have been derived from volcanic rocks. On the other hand, the sandstones of the other formations are composed mainly of coarser grains of potash feldspar and quartz of granitic or metamorphic rock origin and chert fragments. Stratigraphic sequence in the studied area is shown in Fig. 3.

The “Kuzumaki tectonic line” which bounds the “North Kitakami belt” and the “Iwaizumi belt” was previously considered to have a significant tectonic meaning. However, the same stratigraphic unit called the Asanai Formation is distributed on both sides of the Omotogawa fault which has been regarded as a part of the “Kuzumaki tectonic line”. This fact indicates that the “Kuzumaki tectonic line” is not a tectonically significant fault to separate two different tectonic belts.

The geologic development of this area may be summarized as follows. In the Permian-Triassic-Jurassic(?) Period, geosynclinal sediments had been accumulated in the North Kitakami geosyncline. In the Early Cretaceous Period, volcanic activity which supplied the pyroclastics of the Harachiyama Formation (distributed in the eastern adjacent area) took place. The strata older than the Harachiyama were severely deformed by the Ōshima orogenic movement in the Early Cretaceous Period. During the orogenic period, major structures such as overturned or isoclinal folds and longitudinal faults in this area were formed. Then granitic rocks intruded. The present zonal arrangement of geologic structures in the North Kitakami Mountains was constructed as the result of intense deformation in this period, but are not necessarily the result of the zonal arrangement of the original basins.

The Taro fault was formed in the process of the intrusion of NS trending granitic rocks in the zone II (Fig. 9) and was located on the eastern periphery of the zone II. In Kogawa-Iwaizumi district, the Omotogawa fault cuts the zonal geologic structures previously formed.

From these evidence, the author comes to the conclusion that the North Kitakami Mountains is not to be divided into three tectonic belts.

In the Late Cretaceous-Paleogene Period, an elongated sedimentary basin was developed along the Omotogawa fault. After the deposition of the Paleogene strata, the Omotogawa fault reactivated as a normal fault at which the southern side threw. The transverse faults with NE-SW trend were also formed after the intrusion of the granitic rocks.

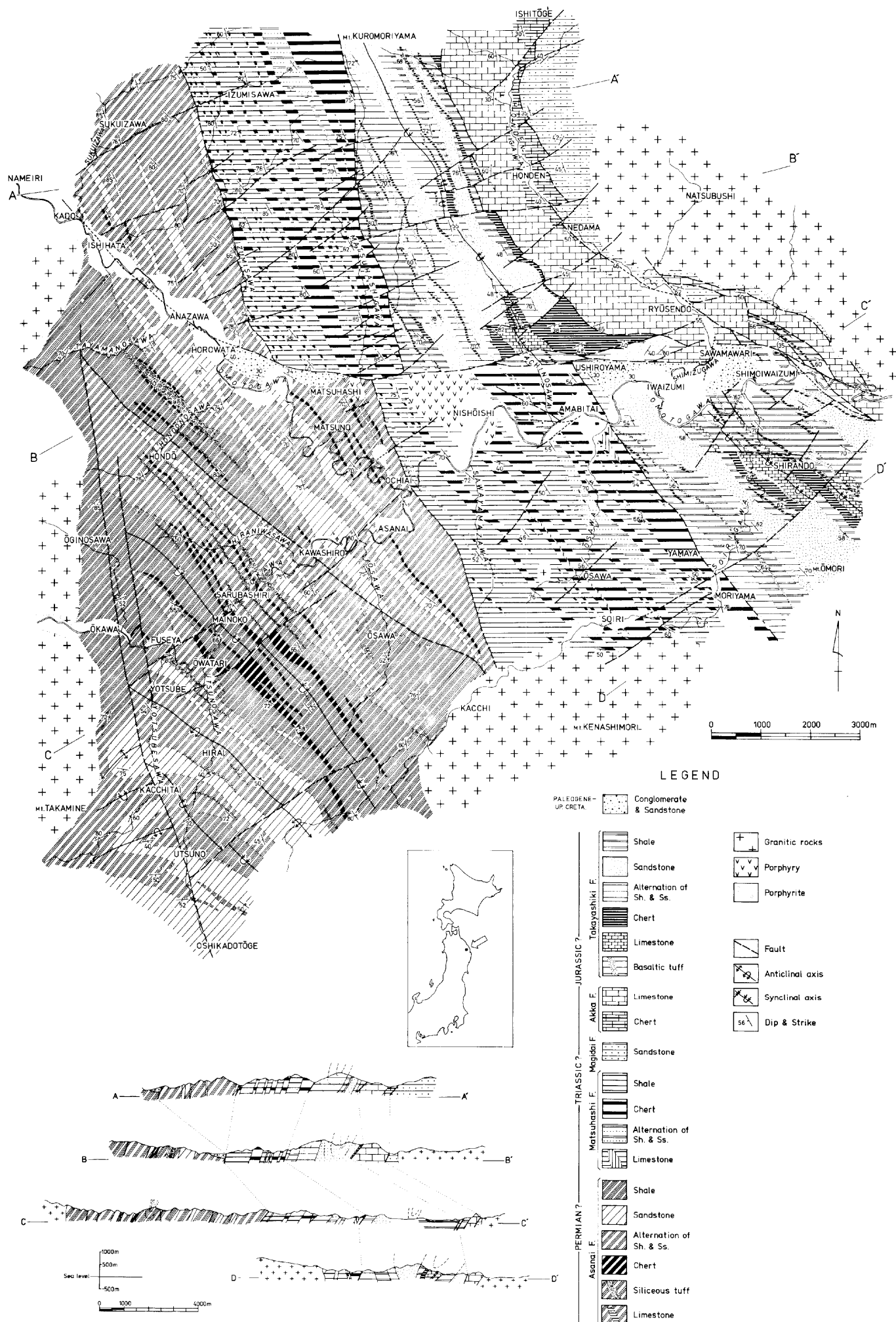


Fig. 1. Geological map and geological cross sections.

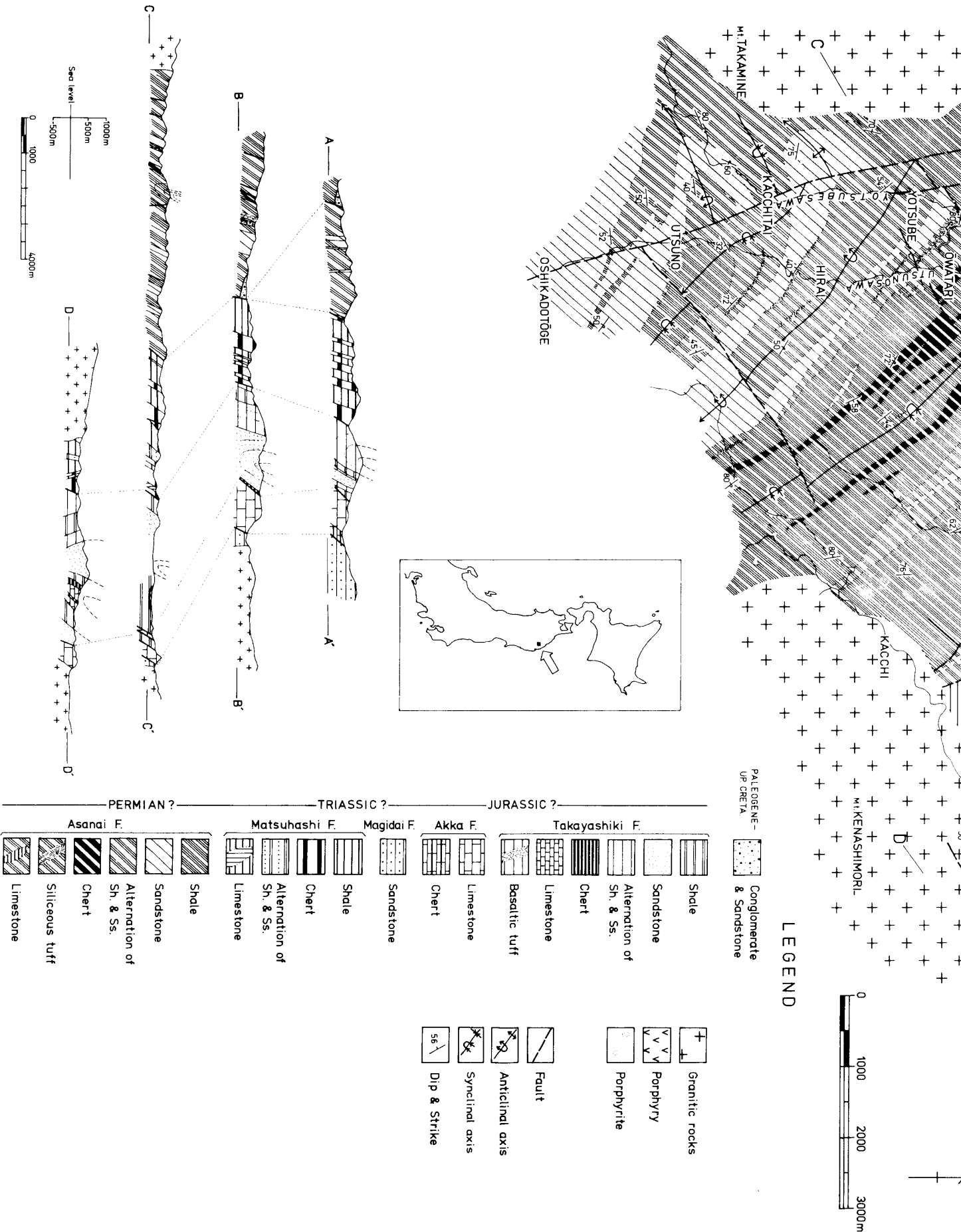


Fig. 1. Geological map and geological cross sections.

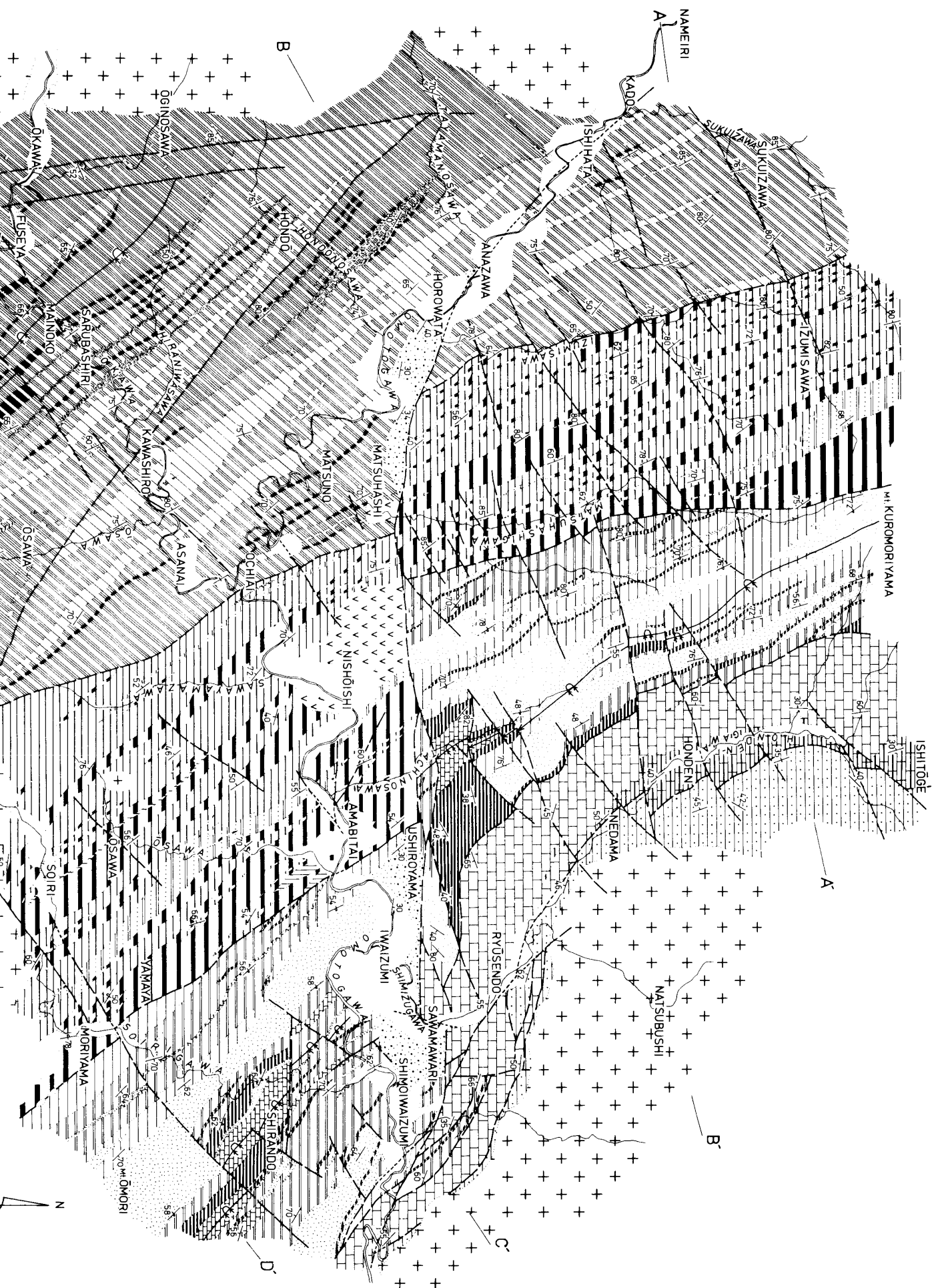




Fig. 6. Map showing lineaments, observed on stereo pairs of the aerial photographs in the eastern part of the North Kitakami Mountains.





Fig. 6. Map showing  
in the eastern



g lineaments, observed on stereo pairs of the aerial photographs  
n part of the North Kitakami Mountains.

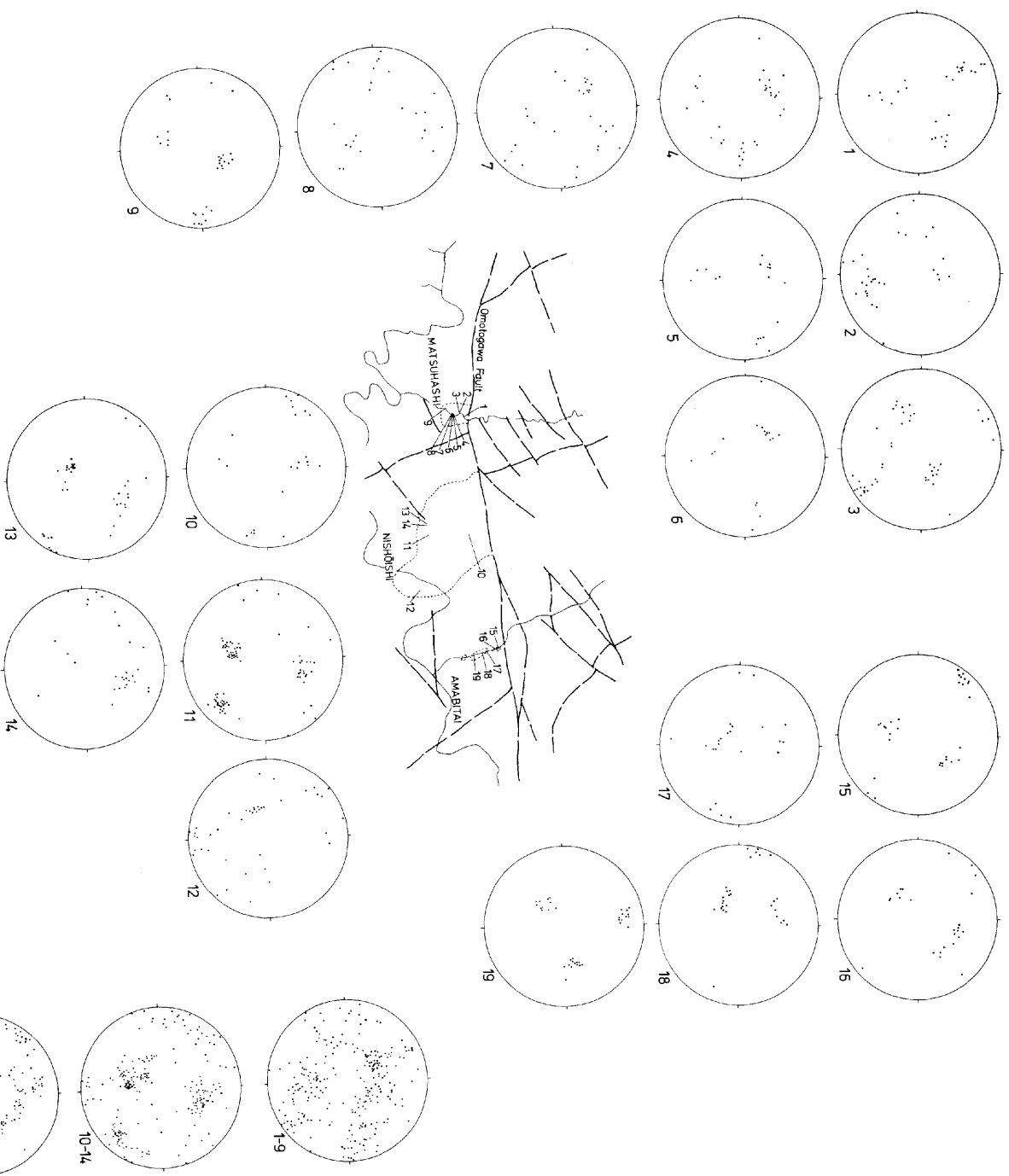


Fig. 8. Equal area projection of the poles of joints in the porphyry of the Nishioishi, Matsushashi and Tachinosawa areas (lower hemisphere). Numbers show the location of each outcrops.

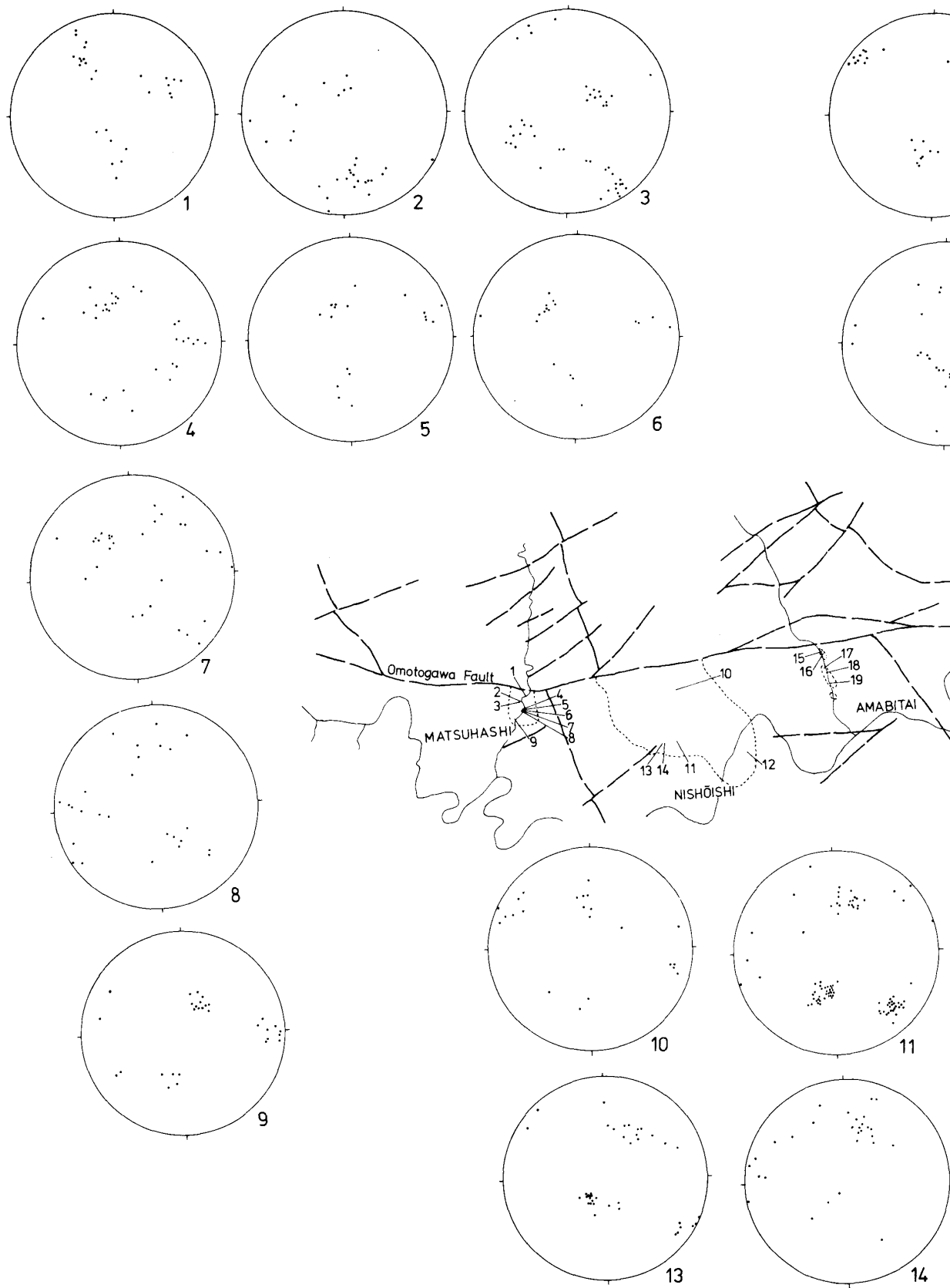
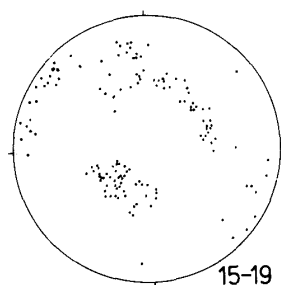
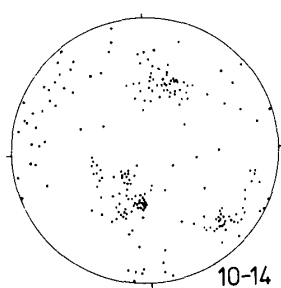
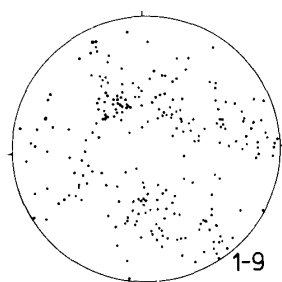
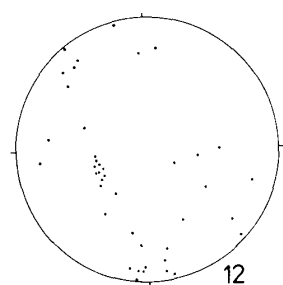
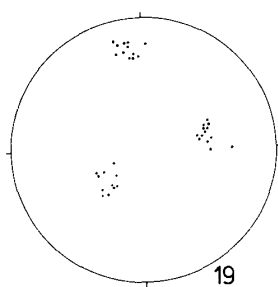
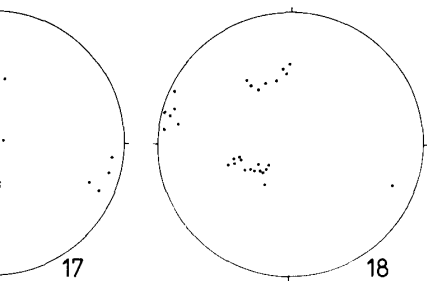
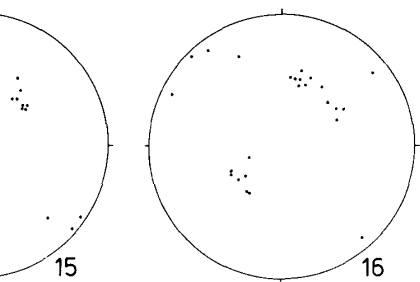


Fig. 8. Equal area projection of the poles of joints in the Matsuhashi and Tachinosawa areas (lower hemisphere location of each outcrops).



porphyry of the Nishoishi,  
(ere). Numbers show the